

Les terrasses marines, marqueurs de l'interaction entre soulèvement et oscillation du niveau de la mer

Vincent Regard¹ & Kevin Podoja² & Marianne Saillard³

1. Géosciences Environnement Toulouse, OMP, UPS, CNRS, IRD
2. M2C, Université de Caen, CNRS
3. Géoazur, Université Nice Sophia-Antipolis, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Villefranche-sur-Mer

Définition. Là où terre et océan se rencontrent, la mer laisse de nombreuses traces, concentrées près de sa surface (appelée par fois niveau « zéro »). L'océan peut soit éroder la côte ou bien permettre le dépôt de sédiments : on parlera alors respectivement de formes d'abrasion ou de formes dépôt. Le niveau moyen de la mer va avoir tendance à former des morphologies plus ou moins horizontales (plate-formes). Par ailleurs, si la côte considérée se soulève (tectonique, rebond glaciaire), ces morphologies vont être fossilisées en position émergée : on parle alors de terrasse marine.

Les formes côtières d'érosion sont essentiellement représentées par les plateformes d'abrasion présentes en avant des falaises côtières (cf. la côte de craie de Haute-Normandie). Ces morphologies d'érosion sont formées par une conjonction de facteurs incluant les vagues, les marées et l'altération chimique ou biologique. Les morphologies de dépôt sont variées : les dépôts de plage qui sont des accumulations hétérogènes de galets, sables et coquilles, ou encore les récifs coralliens.

Depuis le Pliocène, le niveau de la mer a fluctué au rythme des variations climatiques. En période glaciaire, froide, une partie de l'eau de mer est transférée dans les calottes glaciaires et le niveau de la mer est plus bas qu'en période interglaciaire, chaude. Ces alternances glaciaire/interglaciaire se sont amplifiées il y a environ 800 000 ans (limite Pléistocène inférieur/ Pléistocène moyen), pour atteindre une cyclicité d'environ 100 000 ans et une amplitude d'environ 120 m. Il est remarquable que le niveau de la mer en période interglaciaire a atteint toujours à peu près le même niveau, équivalent au niveau actuel (à ± 10 m, Siddall et al., 2006, cf. Figure 2b).

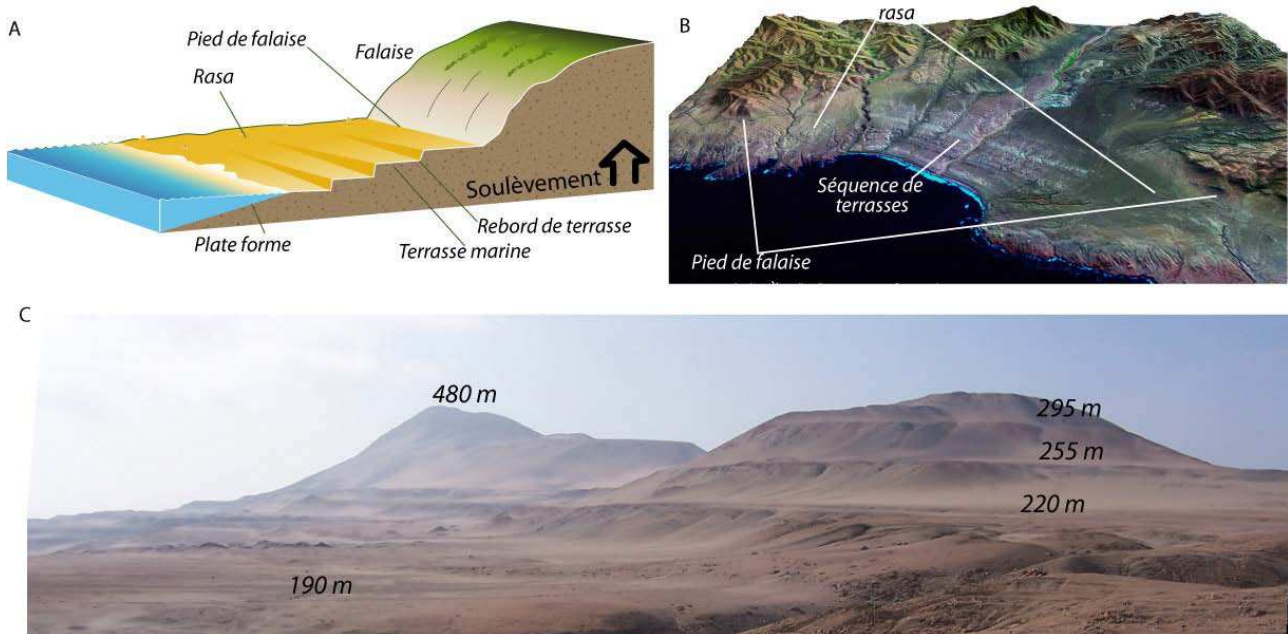


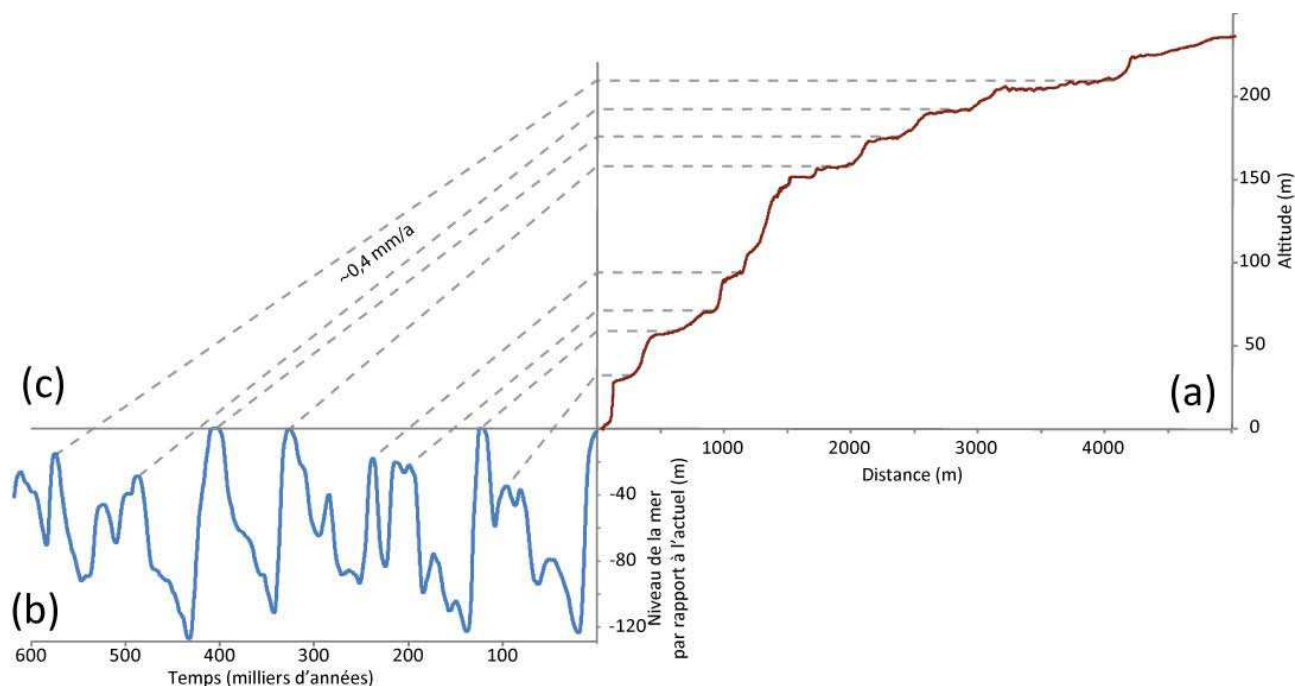
Figure 1. Morphologie des terrasses marines et rasa. A. schéma. B. image satellite en relief de la zone de Chala au Pérou. C. Vue de terrasses d'abrasion à San Juan de Marcona (Pérou) ; les altitudes des terrasses sont indiquées.

Soulèvement. L'interaction entre soulèvement et oscillation du niveau de la mer conduit à la conservation de séquences de morphologies côtières de côtes (terrasses par exemple) correspondant chacune à un haut niveau marin interglaciaire (Lajoie et al., 1991). Ainsi, lorsqu'on « monte » dans une séquence, on retrouve l'enregistrement de plus en plus ancien, chaque « marche » dans la séquence étant

séparée de la précédente par environ 100 000 ans (durée d'un cycle glaciaire). Chaque terrasse est alors facilement datée et son altitude donne le soulèvement total depuis l'époque de sa formation (on peut en dériver son taux de soulèvement, Figures 1 et 2).

Comme souvent, l'exposé précédent est un peu schématique et les chercheurs doivent tenir compte d'un certain nombre de subtilités. Les morphologies côtières marines n'enregistrent pas exactement le niveau « zéro », certaines pouvant se former au dessus du niveau de la mer comme les plages, d'autres en dessous comme les récifs. De plus, les niveaux marins interglaciaires ne sont pas exactement équivalents à l'actuel, certains étant plus élevés, d'autres plus bas. Certaines périodes interglaciaires peuvent de plus se décliner en plusieurs niveaux hauts de la mer. Enfin, les variations quaternaires du niveau de la mer ne sont pas les mêmes où que l'on se trouve sur le globe : il existe dans la littérature un certain nombre de courbes différentes pour l'historique du niveau de la mer.

Néanmoins, nous savons faire les corrections afin de calculer le plus finement possible les taux de soulèvement. On utilise la formule $U=(dz-e)/dt$, où U est la vitesse de soulèvement, dt est l'âge de l'interglaciaire considéré, e le niveau de la mer correspondant, et dz est la différence d'altitude entre un point de la terrasse et son équivalent morphologique actuel (souvent on prend le pied de falaise actuel et le pied de falaise ancien, cf. Figure 2). Dès lors, il est possible d'utiliser les terrasses pour faire des cartes de soulèvement (Pedoja et al., 2011), pour calculer la vitesse des failles qui décalent des terrasses (Saillard et al., 2011), ou encore pour calculer des vitesses de plissement (Grant et al., 1999).



Datations. Nous avons vu que la morphologie de la séquence des terrasses permet à elle seule de donner des contraintes temporelles qui se révèlent souvent fiables, c'est ce qu'on appelle la chronostratigraphie. Des datations de calage sont souvent bienvenues à cause de la multiplicité des niveaux hauts ou encore de la possibilité qu'une terrasse manque, ce qui arrive lorsqu'elle a été érodée entièrement lors de la mise en place de la terrasse qui lui est immédiatement postérieure (et donc inférieure en altitude). Les datations habituelles sont les datations U-Th, ESR (*electron spin resonance*), racémisation des acides aminés (A/I) sur les coquilles des terrasses construites, l'OSL sur les dépôts de plages ou encore les isotopes cosmogéniques (par. ex. le ^{10}Be) sur les surfaces d'abrasion. Toutes ces méthodes sont limitées ou ont une précision qui décroît fortement au delà de 500 000 ans. Si on ajoute à cela le fait que les terrasses sont altérées par les agents météoriques, que leur signal se dégrade et tend à devenir « illisible » (Anderson et al., 1999), leur utilisation se limite du Pléistocène moyen à l'Holocène. Il y a néanmoins quelques exceptions puisque de vieilles terrasses (1-2 Ma) ont été datées (Alvarez-Marron et al., 2008) et qu'il est possible aussi de trouver des terrasses fossiles plus anciennes (Johnson et al., 1996; Rousse et al., 2012). L'utilisation des terrasses fossiles comme marqueurs d'une tectonique ancienne est alors possible même si se posera le problème de la datation des terrasses les unes par rapport aux autres.

Elargissement à d'autres morphologies. La description des terrasses ci-dessus peut être élargie à

toute forme marine/lacustre émergée. Un exemple assez significatif est le concept de *rasa*. Une *rasa* est une séquence de morphologies en érosion polygénique, dans le sens où plusieurs interglaciaires sont responsables de sa formation. Les terrasses y sont mal aplanies et les falaises les séparant peu discernables. Il en résulte une surface rugueuse qui descend en pente douce vers la mer (Figure 1). Au nord du Chili il est net que cette surface a été modelée au cours de plusieurs interglaciaires successifs (Paskoff, 1970). Alors qu'auparavant, le soulèvement n'avait été observé que ponctuellement, là où il existe des terrasses marines, nous avons pu mettre en évidence grâce à la *rasa* que le soulèvement est généralisé jusque vers Nazca au centre-sud du Pérou (Regard et al., 2010).

Les terrasses marines sont un marqueur assez fin d'une surface horizontale à un moment donné. Ce sont des objets de choix que les tectoniciens n'ont pas fini d'utiliser : on en trouverait même sur Mars (Kraal et al., 2006) !

Références

- Alvarez-Marron J, Hetzel R, Niedennann S, Menendez R, Marquinez J. 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* **93** : 316–334.
- Anderson RS, Densmore AL, Ellis MA. 1999. The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research* **11** : 7–19.
- Bintanja R, van de Wal RSW. 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature* **454** : 869–872. DOI: 10.1038/nature07158
- Grant LB, Mueller KJ, Gath EM, Cheng H, Edwards RL, Munro R, Kennedy GL. 1999. Late Quaternary uplift and earthquake potential of the San Joaquin Hills, southern Los Angeles basin, California. *Geology* **27** : 1031–1034. DOI: 10.1130/0091-7613(1999)027<1031:LQUAEP>2.3.CO;2
- Johnson ME, Ledesma-Vázquez J, Clark HC, Zwiebel JA. 1996. Coastal evolution of Late Cretaceous and Pleistocene rocky shores: Pacific rim of northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* **108** : 708–721. DOI: 10.1130/0016-7606(1996)108<0708:CEOLCA>2.3.CO;2
- Kraal ER, Asphaug E, Moore JM, Lorenz RD. 2006. Quantitative geomorphic modeling of Martian bedrock shorelines. *Journal of Geophysical Research* **111** : E03001. DOI: 10.1029/2005JE002567
- Lajoie KR, Ponti DJ, Powell II CL, Mathieson SA, Sarna-Wojcicki AM. 1991. Emergent marine strandlines and associated sediments, coastal California; a record of Quaternary sea-level fluctuations, vertical tectonic movements, climatic changes, and coastal processes. In *Quaternary nonglacial geology: Conterminous U.S.*, . Geological Society of America: Boulder, Colorado; 190–203.
- Paskoff R. 1970. Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride . Biscaye Freres: Bordeaux
- Pedoja K et al. 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? *Earth-Science Reviews* **108** : 1–15. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.05.002
- Regard V, Saillard M, Martinod J, Audin L, Carretier S, Pedoja K, Riquelme R, Paredes P, Hérail G. 2010. Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth and Planetary Science Letters* **297** : 199–210. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.06.020
- Rousse S, Düringer P, Stapf KRG. 2012. An exceptional rocky shore preserved during Oligocene (Late Rupelian) transgression in the Upper Rhine Graben (Mainz Basin, Germany). *Geological Journal* **47** : 388–408. DOI: 10.1002/gj.1349
- Saillard M. 2008. Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales : Etude de l'évolution géomorphologique et datations (10Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou – Nord Chili), Université de Toulouse
- Saillard M, Hall SR, Audin L, Farber DL, Regard V, Hérail G. 2011. Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: 10Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, ~ 15.4°S). *Geomorphology* **128** : 178–190. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.01.004
- Siddall M, Chappell J, Potter E-K. 2006. Eustatic Sea Level During Past Interglacials. In *The climate of past interglacials*, . Elsevier: Amsterdam; 75–92.